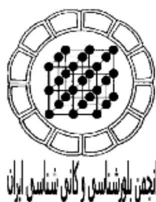
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۵، از صفحهٔ ۶۷۵ تا ۶۹۰



بررسی کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار آهن ده‌زمان، (جنوب غرب بردسکن) و مقایسه‌ی آن با کانسارهای آهن نواری

بابک ایمان‌پور، محمدحسن کریم‌پور*، آزاده ملکزاده شفارودی

گروه پژوهشی اکتشافات معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۰/۱۵، نسخه نهایی: ۹۵/۲/۶)

چکیده: کانسار آهن ده‌زمان در جنوب غرب شهرستان بردسکن از توابع استان خراسان رضوی قرار دارد. این منطقه در نقشه‌ی ساختاری ایران در شمال شرق پشت‌بادام قرار گرفته است. کانه‌زایی در این کانسار به صورت نوار هماتیتی به ضخامت ۶ متر و طول ۱/۵ کیلومتر است که در راستای شرقی- غربی، هم‌شیب و هم‌راستا با سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده پرکامبرین قرار گرفته‌است. شواهد صحرایی مانند حضور یکپارچه‌ی کانی هماتیت، نوارهای نازک هماتیتی به صورت متناوب درون واحدهای رسوبی دگرگون شده، عدم وجود دگرسانی، همراهی ذرات هماتیت با بلورهای موسکوویت، وجود قطعات و سنگ‌های بیگانه درون نوار کانه‌زایی، تشکیل این کانسار را به صورت رسوب برونزاد آهن در محیطی دریایی و با عملکرد فرآیندهای رسوبی، مشخص ساخت. همچنین بررسی‌های ژئوشیمیایی به روش ریزپردازش الکترونی روی کانسنگ هماتیتی و مقایسه‌ی عناصر Ca، Al، Mn، Ti، V و اکسیدهای اصلی در نمونه‌های کانسار آهن ده‌زمان با کانسارهای دیگر آهن نواری، شباهت‌هایی را نشان داد. کاهش Si در نمونه‌های کانسار آهن ده‌زمان را که با شواهد صحرایی آثار ناچیز لایه‌های چرتی همخوانی دارد، می‌توان در ارتباط با رسوب آهن در محیط دریایی نزدیک به ساحل و با فاصله از خاستگاه در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌سازی؛ ریزپردازنده الکترونی؛ هماتیت؛ کانسارهای آهن نواری؛ کانسار آهن ده‌زمان.*

مقدمه

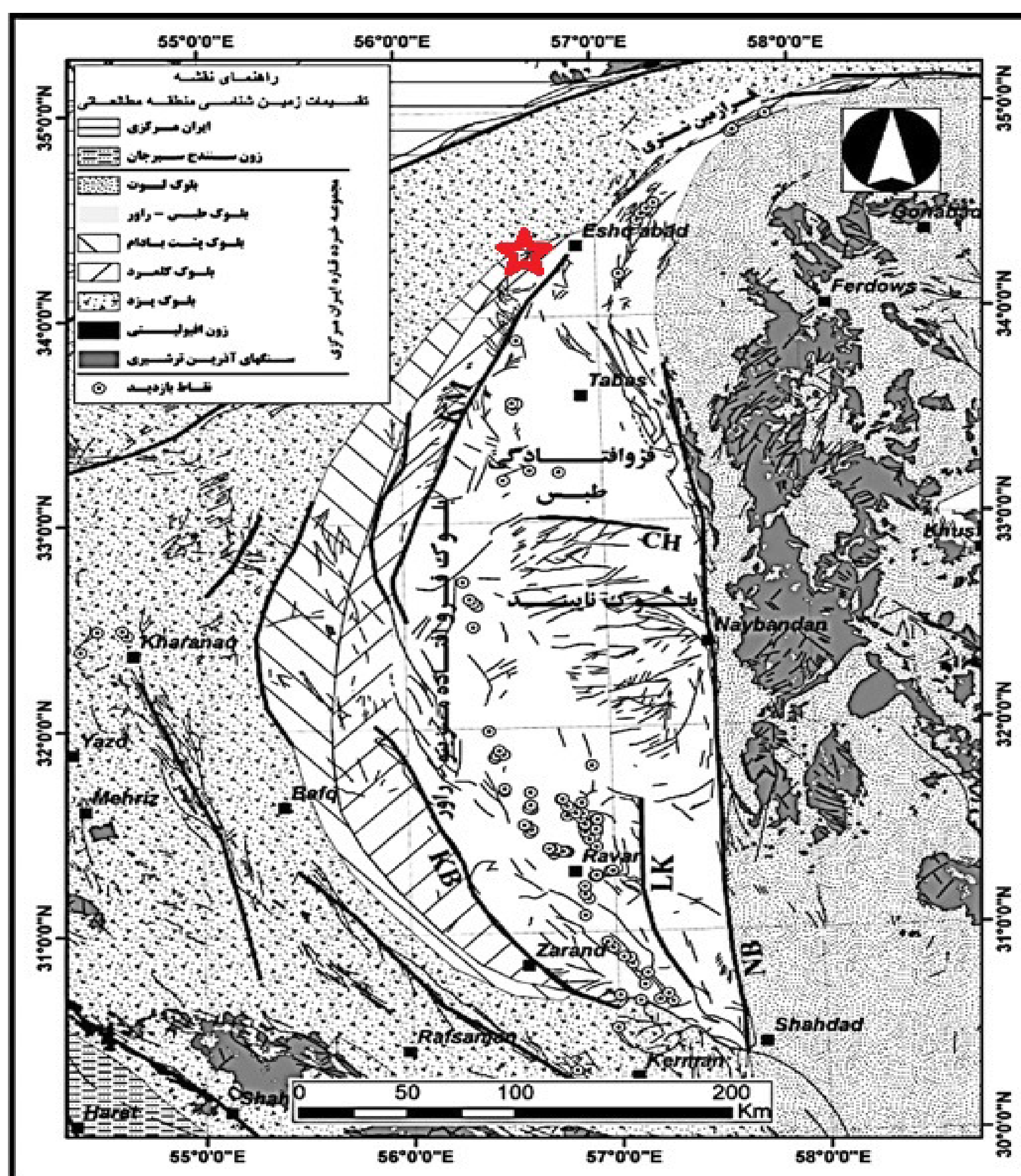
کانسارهای آهن نواری مهمترین خاستگاه آهن هستند و در سه برهه زمانی متفاوت در پرکامبرین به انواع آلگوما، سوپریور و راپیتان تقسیم می‌شوند. نوع آلگوما در بازه‌ی زمانی آرکئن (۳/۸ تا ۳ میلیارد سال) و در کمان‌های ماگمایی وابسته به کمربندهای گریناستون آرکئن یافت می‌شوند [۱]. مجموعه سنگ‌های همراه در این نوع بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی اسیدی تا حدواسط، ماسه‌سنگ و گریوک‌ها تشکیل شده‌اند [۲] که به صورت دنباله همراه با لایه‌های آهن و چرت مشاهده می‌شوند [۳]. خاستگاه آهن در این نوع می‌تواند محلول‌های کانه‌دار حاصل از فعالیت‌های آتشفشان‌های زیردریایی باشد. این نوع گاهی در حاشیه و با فاصله از ذخایر سولفید توده‌ای نیز گزارش شده‌اند [۲]. نوع فرازین در بازه‌ی زمانی پالئوپروتروزوئیک (۲/۵ تا ۲ میلیارد سال) روی سکوهای قاره‌ای و بخش پایدار سواحل قاره‌ای تشکیل شده‌اند و با سنگ‌های شیل، دولومیت و کوارتزیت همراهند [۱-۲]. بر اساس نوع کانی‌های آهن‌دار، چهار رخساره‌ی اکسیدی (کانی-های هماتیت، مگنتیت) کربناتی (کانی‌های سیدریت و آنکریت) سیلیکاتی (کانی‌های استیپنوملان و می‌نسوتیت) و سولفیدی (کانی‌های پیریت و پیروتیت) برای ذخایر نوع آلگوما و فرازین شناخته شده است که در اثر تغییرات Eh در اعماق مختلف تشکیل شده‌اند. در نوع فرازین معمولاً رخساره سولفیدی مشاهده نمی‌شود [۲]. کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان در بازه‌ی زمانی نئوپروتروزوئیک (۸۰۰ تا ۵۰۰ میلیون سال) و در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۸۰۴۰۵۱، نمابر: ۰۵۱۳۸۷۶۶۴۱۶، پست الکترونیکی: karimpur@um.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

ارتباط با رسوب‌های یخچالی، و زمانی که زمین در شرایط توپ‌برفی بود، تشکیل شده‌اند [۱]. این کانسارها به همراه دنباله‌ای از رسوب‌های آواری، ماسه‌سنگ‌ها، شیل‌ها، مادستون-ها و رسوب‌های یخچالی (تیلایت‌ها و میکستایت‌ها) شناخته می‌شوند [۳]. در کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان کانسنگ اصلی را هماتیت تشکیل می‌دهد و رخساره‌های دیگر آهن نواری (رخساره کربناتی، سولفیدی و سیلیکاته) دیده نمی‌شوند. این سادگی کانی‌شناسی نسبت به کانسارهای آهن نواری آرکئن و پالئوپروتروزوئیک به وجود محدود کربن آلی اقیانوس‌های خنک نئوپروتروزوئیک و کاهش دیاژنتیکی آهن وابسته می‌دانند [۴]. تاکنون خاستگاه آهن برای کانسارهای آهن نواری مورد بحث بوده و نظرهای گوناگونی نیز ارائه شده است، ولی بررسی‌هایی عناصر نادر خاکی در رسوب‌های آهن‌دار و لایه‌های چرت و ژاسپر، نقش محلول‌های گرمابی غنی از آهن و سیلیکات را که از مناطق عمیق وارد حوضه آب‌های کم‌عمق می‌شوند، پررنگ‌تر ساخته است [۳].

منطقه ده‌زمان در جنوب غربی شهرستان بردسکن و در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ″۰۰ ′۴۷ °۵۷ تا ″۴۰ ′۴۷ °۵۷ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۲۰ ′۵۷ °۳۴ تا ″۳۰ ′۵۷ °۳۴ شمالی قرار گرفته است. از دیدگاه زمین‌ساختاری این گستره در منتهی الیه شمال‌شرقی منطقه‌ی زمین‌ساختی شده‌ی پشت‌بادام قرار می‌گیرد (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه‌ی تقسیمات ساختاری ایران مرکزی [۵] و موقعیت منطقه ده‌زمان.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

این منطقه به وسیله گسل پوشیده‌ی نایینی-کوهبنان در شرق و گسل پشت‌بادام در غرب کنترل می‌شود. نکته‌ی اساسی این بلوک، رخنمون‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از نوع سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به همراه مرمرهای آهکی و دولومیت است [۵]. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد [۶] سن ماگماتیسم گرانیتی منطقه‌ی کوه‌سرهنگی ۶۲۴ تا ۶۲۹ میلیون سال گزارش شده است و مجموعه‌های دگرگون و نوارهای کربناتی دگرگون شده ده‌زمان بر اساس جایگاه چینه‌شناسی در گستره‌ی زمانی پرکامبرین قرار گرفته‌اند. همچنین در پژوهش‌های جدید [۷] مجموعه‌ی گرانیت‌های کوه سرهنگی به روش اورانیوم-سرب درجا روی کانی زیرکن سال‌سنجی شده است و گستره‌ی سنی ۵۳۰ تا ۵۶۰ میلیون سال را نشان می‌دهد، که مطابق با زمان نئوپروتروزوئیک پسین در ایران مرکزی است. در این میان، کانه‌زایی در گستره‌ی ده‌زمان به صورت نوار هماتیتی با ضخامت ۶ متر و طول ۱/۵ کیلومتر، هم‌شیب و هم‌راستا با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده پرکامبرین قرار گرفته است. خاستگاه و چگونگی تشکیل این نوار بحث انگیز بوده و در بررسی‌های انجام شده قبلی [۸] با توجه به شواهد صحرایی، نوار کانه‌زایی هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان، یک کانسار رسوبی و همزاد با دنباله‌ی رسوبی-آتشفشانی سیلورین معرفی شده است. در این نوشتار سعی شده تا با تاکید بر شواهد صحرایی و بررسی‌های کانه‌زایی و نیز بررسی‌های ریزپردازنده‌ی الکترونی کانه‌ی اصلی (هماتیت)، خاستگاه و چگونگی تشکیل نوار کانه‌زایی هماتیتی در کانسار آهن ده‌زمان مشخص شود.

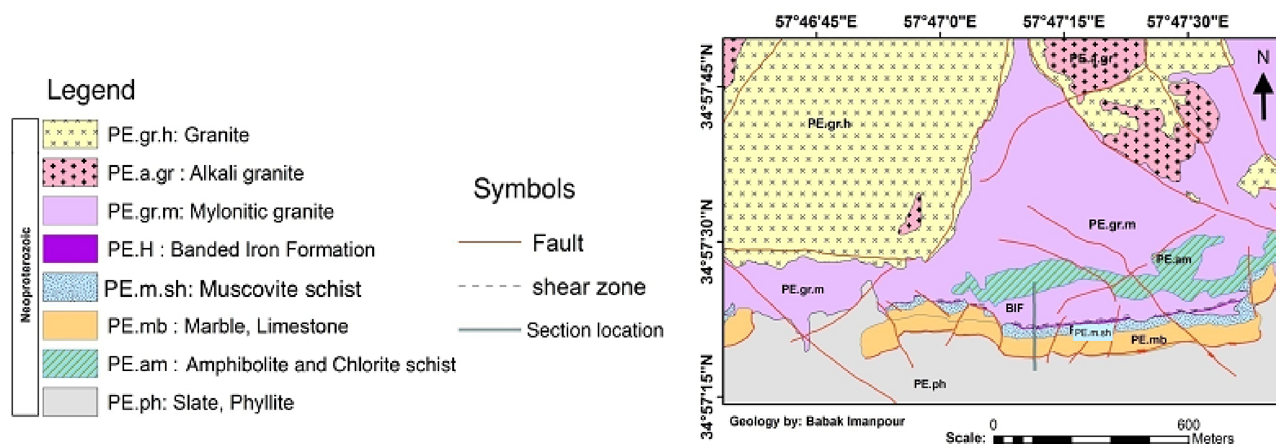
روش بررسی

پس از بررسی‌های مقدماتی و بررسی عکس‌های هوایی و نقشه‌های تهیه شده، در پیمایش‌های صحرایی و بررسی‌های میدانی، ۳ مقطع زمین‌شناسی، عمود بر راستای واحدهای رسوبی پرکامبرین و نوار کانه‌زایی اصلی برای نمونه‌برداری و تهیه‌ی ستون چینه‌ای انتخاب شدند. پس از مقایسه و تطابق واحدهای مختلف، یک ستون چینه‌ای رسم و در مجموع ۴۰ مقطع نازک و نازک صیقلی و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه و بررسی شدند. همچنین ۱۳ مقطع نازک صیقلی و صیقلی از بخش‌های مختلف انتخاب و به منظور بررسی‌های ریز پردازش الکترونی به مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران در کرج، ارسال شدند. در این مرکز، ۳۳ نقطه برای تعیین عناصر فرعی و اکسیدهای اصلی از کانی هماتیت با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی (الکترون میکروپروب) مدل Cameca-sx100 ساخت فرانسه با ولتاژ 15KEV (برای اکسیدهای اصلی آهن) و جریان 20nA و زمان شمارش ۱۵ الی ۲۰ ثانیه مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور جلوگیری از ایجاد تداخل شیمیایی برای عناصر V، Ti، این دو عنصر جدا از هم آنالیز شدند و در نمودارهای مربوطه تصحیحات لازم انجام گرفت.

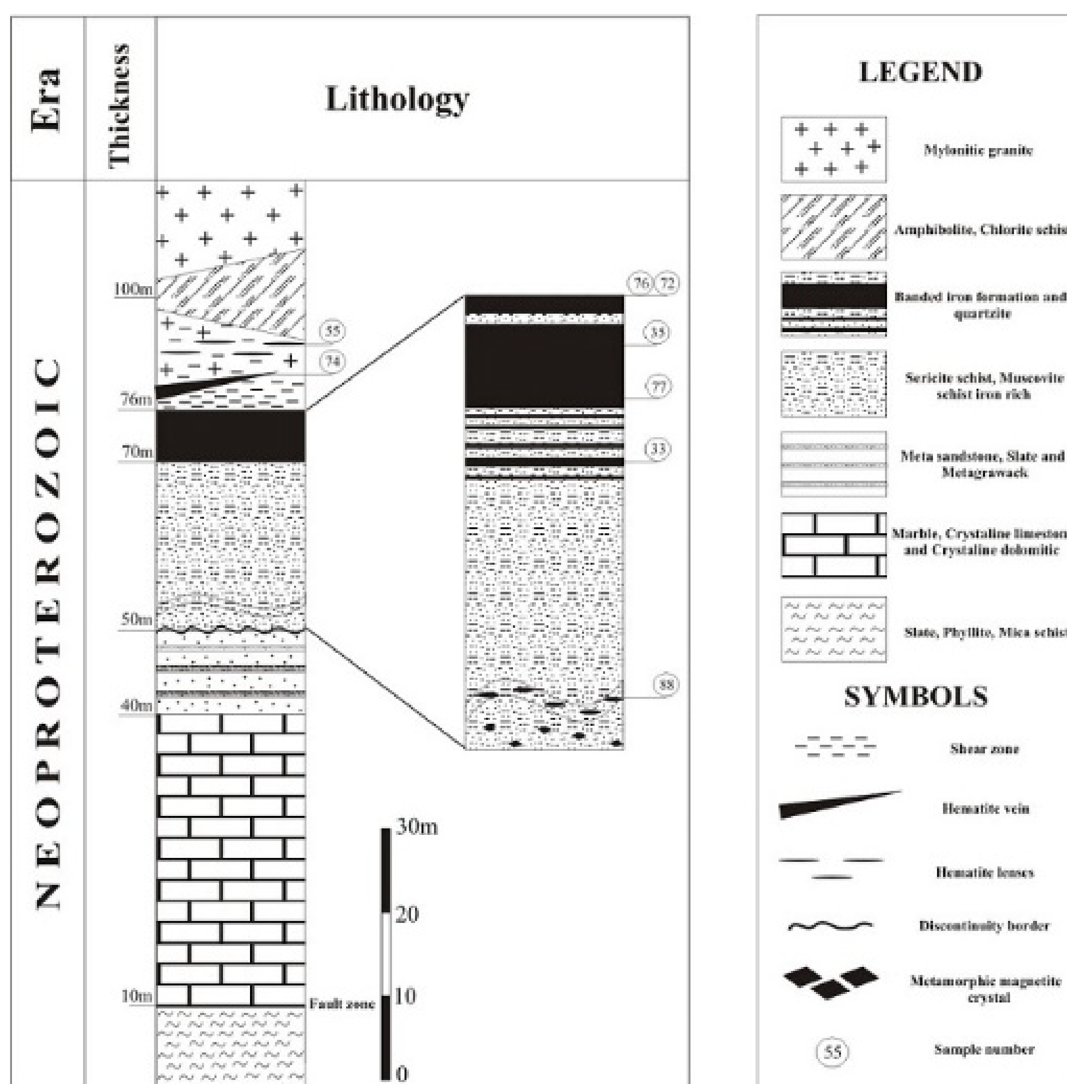
زمین‌شناسی

منطقه‌ی پشت‌بادام نوار باریک و خمیده‌ای است که در بخش غربی خردقاره ایران مرکزی و بین بلوک کلمرد در غرب و بلوک یزد در شرق قرار گرفته است. روند عمومی منطقه‌ی پشت‌بادام در بخش شمالی ایران مرکزی، شمال شرقی- جنوب غربی است. حرکت‌های راستالغز راستبر با مولفه‌ی فشارشی در گسل‌های کنترل کننده‌ی این پهنه، باعث راندگی‌ها و رخنمون پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی در بخش‌هایی از این منطقه، به خصوص شمال شرقی آن شده است [۵]. منطقه‌ی ده‌زمان در منتهی الیه شمال شرقی منطقه‌ی پشت بادام قرار دارد (شکل ۱). بخش جنوبی این منطقه را رخنمون‌های سنگی شامل، مجموعه‌ی دگرگونی اسلیت و فیلیت (Pph) و دنباله‌ی واحدهای رسوبی دگرگون شده (Pmb و Pm.sh) منسوب به پرکامبرین تشکیل می‌دهند [۶]. این دنباله‌ها طی آخرین شکل‌گیری‌های منطقه در اثر گسل‌های فرعی و به پیروی از نفوذ توده‌های آذرین اسیدی (گرانیت هولولوکوکرات) از روند عمومی منطقه‌ی پشت‌بادام جدا شده و در راستای شرقی غربی قرار گرفته‌اند. در پی این حرکت‌ها شیب واحدهای رسوبی دگرگون شده نیز به سمت شمال برگشتگی یافته موجب برونزد نوار کانه‌زایی اصلی به صورت عضوی از دنباله‌های رسوبی شده است (شکل ۲). در شمال منطقه‌ی ده‌زمان دو نوع توده گرانیتی حضور دارند. توده‌ی قلیایی گرانیت صورتی رنگ (Pgr.m) که به علت عملکرد گسل‌های عمیق در درجات مختلف از کم تا زیاد میلونیتی شده و توده‌ی گرانیت هولولوکوکرات (Pgr.h) که در راستای گسل‌های فرعی، درون توده‌ی گرانیت قلیایی تزریق شده است. برای دید بهتر و بررسی روابط بین دنباله‌ی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، نوار کانه‌رایی و توده‌ی گرانیت قلیایی میلونیتی شده، ستون سنگ‌شناسی عمود بر روند این واحدها رسم و بررسی شد (شکل ۳). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه ده‌زمان را مجموعه‌ی دگرگون شده‌ای از اسلیت و فیلیت با میان لایه‌هایی از متاگریوک و شبه ماسه سنگ تشکیل می‌دهند که درجنوب و شرق گستره گسترش دارند (شکل ۲).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]



شکل۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه و موقعیت مقطع زمین‌شناسی منطقه‌ی ده‌زمان.



شکل۳ ستون سنگ‌شناسی کانسار آهن ده‌زمان به همراه موقعیت نمونه برداری‌ها.

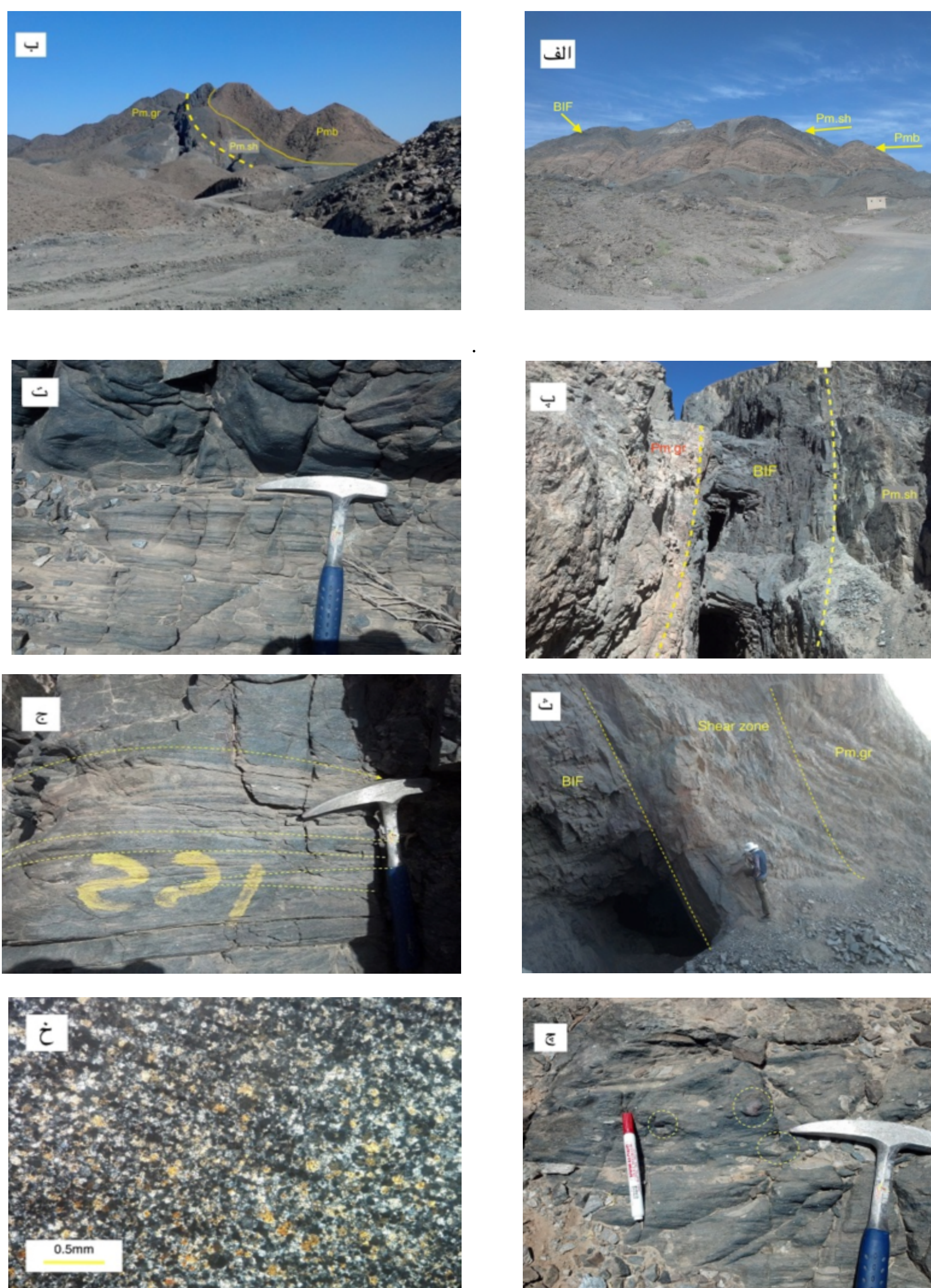
[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

با توجه به تزریق توده‌ی گرانیت قلیایی با سن ۵۳۰ تا ۵۶۰ میلیون سال [۷] به درون این مجموعه‌ی دگرگونی، بنظر می‌رسد این واحد سنگی از سازند سلطانیه کهن‌تر باشد [۶]. دنباله‌ی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده با ضخامت ۴۰ متر، متشکل از ردیف‌های کربناته بلورین، مرمر، دولومیت و عضو ماسه سنگ‌های کربناتی آجری با روند شرقی غربی در منطقه رخنمون داشته و با مجموعه‌ی دگرگون زیرین مرزی گسلی دارد (شکل ۴ الف). روی این واحد کربناتی و همشیب با آن، حدود ۲۰ متر از سنگ‌های شیستی و موسکوویت شیست‌های تیره آهن‌دار قرار دارد (شکل۴ ب). وجود آثار لایه‌بندی و ساختارهای رسوبی، مانند ریپل‌مارک‌ها در این واحد، نشان از رسوبی بودن پروتولیت اولیه این دگرگونه‌ها دارد. نوار کانه‌زایی هماتیتی، بین واحد موسکوویت شیست‌های تیره در جنوب، و واحد گرانیت قلیایی میلونیتی شده در شمال قرار گرفته‌اند. این نوار را می‌توان به‌صورت عضوی همشیب و پیوسته در انتهای واحد موسکوویت شیست‌های تیره در نظر گرفت (شکل۴ پ). مرز نوار کانه‌زایی با واحد گرانیت قلیایی میلونیتی شده به صورت یک منطقه‌ی برشی است (شکل ۴ ث). عملکرد این منطقه باعث میلونیتی شدن گرانیت‌ها و دگرگونی و سمت‌یابی پولک‌های هماتیتی در نوار کانه‌زایی اصلی شده که با فاصله از این مرز، از شدت میلونیتی شدن نیز کاسته می‌شود. در راستای منطقه‌ی برشی و درون واحد گرانیت قلیایی میلونیتی شده، گوه‌هایی از کلریت شیست و سنگ‌های آمفیبولیت به شدت متورق وجود دارند (PAm) که بنظر می‌رسد بازمانده‌های زمین ساختی دنباله‌ی رسوبی در گرانیت‌ها باشند (شکل ۳).

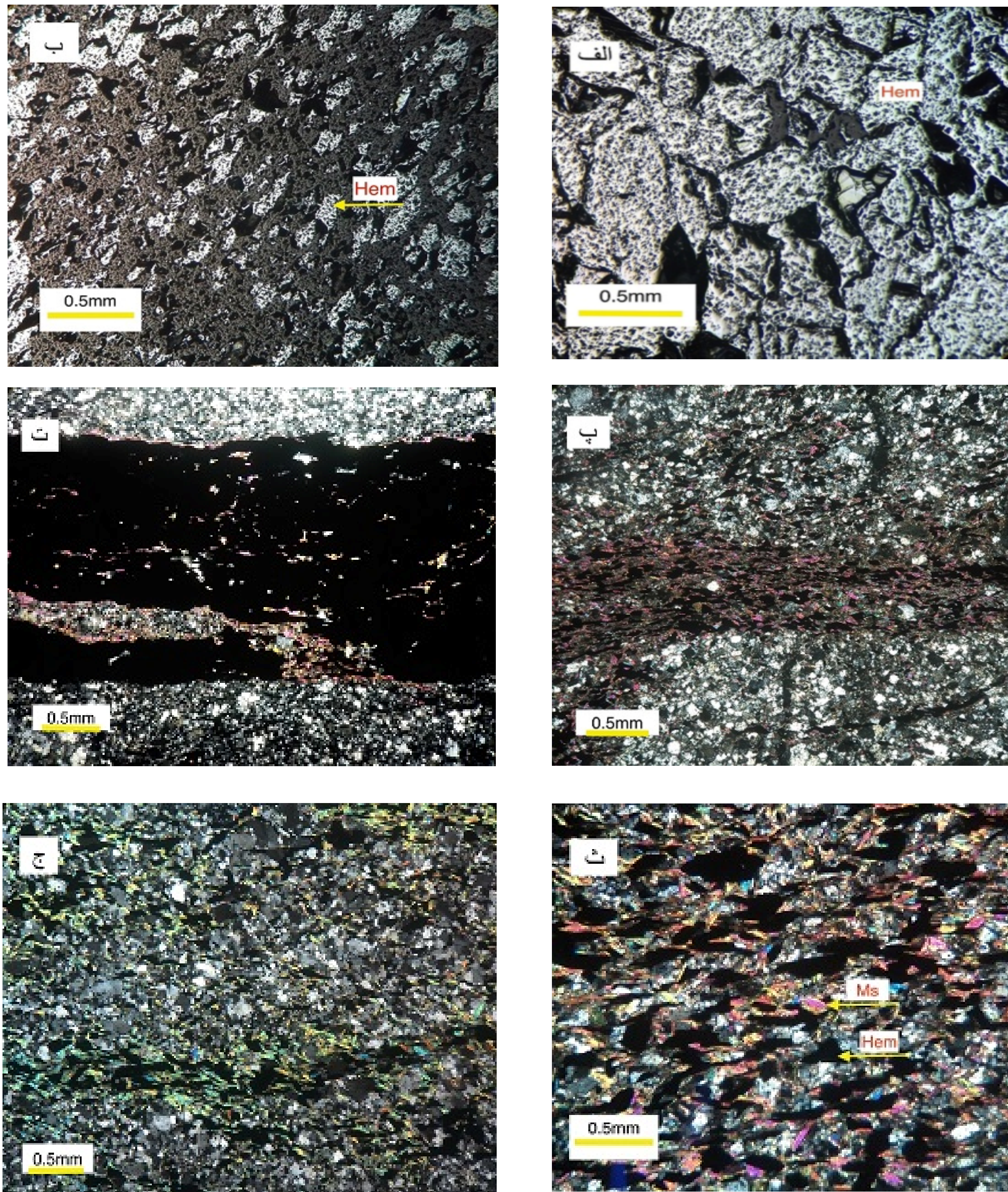
کانه‌زایی

کانه‌زایی در منطقه ده‌زمان به صورت نواری با کانسنگ هماتیتی و ضخامت متوسط ۶ متر و طول ۱٫۵ کیلومتر است. این نوار در راستای شرقی-غربی و با شیب ۸۰ درجه به سمت شمال، همشیب با دنباله‌های رسوبی و دگرگون شده پرکامبرین قرار گرفته است (شکل۴ پ). این نوار بین دو واحد سنگی متفاوت قرار دارد. مرز پایین (جنوبی) این نوار با واحد موسکوویت شیست‌های تیره آهن‌دار تدریجی و همشیب است، به‌طوری که تناوب نازک لایه‌های هماتیتی تا فاصله‌ی ۵ متری پس از نوار کانه‌زایی اصلی درون واحد موسکوویت شیست‌ها ادامه دارد (شکل۴ ت). مرز بالایی (شمالی) نوار کانه‌زایی اصلی با واحد گرانیت میلونیتی شده به صورت یک منطقه‌ی برشی تعریف می‌شود و به شدت میلونیتی شده و متورق است (شکل۴ ث). سمتگیری و پولکی شدن هماتیت‌ها در نتیجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای و عملکرد گسل‌ها در منطقه‌ی برشی میان واحد گرانیت قلیایی میلونیتی شده و نوار کانه‌زایی است. کانسنگ تماماً از پولک‌های ریز (۳ تا ۵ میلی‌متری) و سست هماتیت تشکیل شده است که زیر میکروسکوپ با نور بازتابی با IR گوشه‌ای سرخ رنگ و ناهمسانگرد خاکستری تا سرمه‌ای دیده می‌شوند. نوار کانه‌زایی اصلی از جنوب به سمت شمال شامل ۴ بخش زیر است: ۱-۳۶۰ سانتی‌متر ماده‌ی معدنی پرعیار که از هماتیت پولکی (اولوژیست) تشکیل شده است. گاهی در این بخش لایه‌های نازک چرت نیز دیده می‌شود. ۲- ۲۲۰ سانتی‌متر ماده‌ی معدنی به همراه عدسی‌ها و لایه‌هایی از شیست‌ها (شکل۴ چ). در بخش‌هایی از آن، قطعات مختلفی از سنگ‌های دگرگون و کوارتزیت با اندازه‌های متفاوت (۱ تا ۵ سانتی‌متر) در میان ماده‌ی معدنی یافت شد که شبیه قطعه سنگ‌های بیگانه در رسوب‌های یخچالی و یا در میان رسوب‌ها و لایه‌های هماتیتی در کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان هستند. به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌ها، قطعات آواری حمل شده به وسیله‌ی یخچال‌ها از خارج حوضه باشد که با شروع گرم شدن زمین و ذوب یخچال‌ها، پهنه‌های یخی شناور سطح دریا این قطعات را به درون رسوب‌های کف رها کرده‌اند (شکل۴ چ). این سنگ‌ها تماماً از ذرات به هم فشرده کوارتز و کانی‌های کدر، با حاشیه‌ی بریده بریده تشکیل شده‌اند (شکل۴ خ). ۳- ۸۰ سانتی‌متر ماده‌ی معدنی پر عیار. ۴- ۱۵ سانتی‌متر مرز میلونیتی و بسیار متورق. بافت ماده‌ی معدنی در نوار کانه‌زایی اصلی، مانند ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های رسوبی آواری است، به طوری که ذرات و دانه‌های هماتیت در میان سیمانی از ذرات آواری دیگر قرار گرفته‌اند (شکل۵ الف). ذرات آواری (کوارتز و فلدسپار) به سمت واحد موسکوویت شیست افزایش می‌یابد (شکل۵ ب) و به سمت واحد گرانیت میلونیتی شده از میزان ذرات آواری کاسته و بر تراکم و نظم پولک‌های هماتیتی افزوده می‌شود. لایه‌های نازک هماتیتی با ضخامت‌های متفاوت (۰٫۵ تا ۳ سانتی‌متر) پس از نوار کانه‌زای اصلی درون واحد موسکوویت شیست ادامه دارند و همراهی کانی موسکوویت در راستای این نازک لایه‌های هماتیتی، جلب توجه می‌کند (شکل۵ پ). به طور کلی بلورهای کشیده هماتیت به‌صورت پراکنده در متن سنگ و در تمام ضخامت‌های واحد موسکوویت شیست وجود دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]



شکل۴ الف: رخنمون اصلی و سیما ساز واحد کربناتی و واحد موسکوویت شیست که با مجموعه‌ی دگرگونی زیرین مرزی گسلی دارند (دید به سمت شمال غرب)، ب: رخنمون واحد کربناتی و موسکوویت شیست‌ها که به‌صورت برگشته با واحد گرانیت‌های – قلیایی میلونیتی شده مرزی گسلی دارند، (دیدبه‌سمت‌شرق)، پ: نوار کانه‌زایی اصلی به صورت همشیب و پیوسته با واحد موسکوویت شیست و مرز گسله و میلونیتی با واحد گرانیت‌های قلیایی میلونیتی شده (دید به سمت شمال شرق)، ت: مرز واحد موسکوویت شیست با نوار کانه‌زایی اصلی و ادامه تناوب نازک لایه‌های هماتیتی درون واحد موسکوویت شیست، ث: مرز گسله و متورق (زون برشی) نوار کانه‌زایی اصلی با گرانیت‌های میلونیتی شده (دید به سمت غرب)، ج: لایه‌ها و عدسی‌های شیستی و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، بین نوار کانه‌زایی اصلی و کانسنگ هماتیتی، چ: قطعات و سنگ‌های بیگانه درون نوار کانه‌زای اصلی، خ: تصویر میکروسکوپی قطعات بیگانه بین کانسنگ هماتیتی نوار کانه‌زای اصلی که تماماً از ذرات به هم فشرده کوارتز و کانی‌های کدر با حاشیه مضرسی تشکیل شده‌اند (XPL، درشتنمایی 50X). (Pph: واحد اسلیت و فلیت، Pm.sh : واحد موسکوویت - شیست، Pm.gr: واحد گرانیت میلونیتی شده، Pmb: واحد کربناته).



شکل ۵ الف: تصویر میکروسکوپ نور بازتابی، از کانسنگ هماتیتی، ذرات هماتیت با رنگ خاکستری روشن در میان ذرات آواری (PPL، درشت‌نمایی 100X)، ب: تصویر میکروسکوپی نور بازتابی، افزایش ذرات آواری (خاکستری تیره) در مرز نوار کانه‌زای اصلی با واحد موسکوویت شیست (PPL، درشت‌نمایی 100X)، پ: تصویر میکروسکوپی نور عبوری از نازک لایه‌های هماتیتی همراه با بلورهای موسکوویت درون واحد موسکوویت شیست (XPL، درشت‌نمایی 50X)، ت: تصویر میکروسکوپ نوری عبوری از نازک لایه‌های هماتیتی و همراهی آن با نوارهای موسکوویت درون واحد موسکوویت شیست(XPL، درشت‌نمایی 50X)، ث: تصویر میکروسکوپ نوری عبوری، همراهی بلورهای موسکوویت با ذرات هماتیت به صورت پراکنده در واحد موسکوویت شیست (XPL، درشت‌نمایی 50X)، ج: تصویر میکروسکوپ نور عبوری، وجود نازک لایه‌های هماتیتی و ذرات هماتیت پراکنده درون واحد موسکوویت شیست (XPL، درشت‌نمایی 50X)، (Hem: هماتیت، Ms: موسکوویت، علائم اختصاری کانی‌ها از [۹]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

همراهی بلورهای موسکوویت با ذرات هماتیت، و نیز تمرکز موسکوویت‌ها به صورت نوار در کنار نازک لایه‌های هماتیتی (شکل ۵ ت و ث) ممکن است به‌علت رسوب همزمان آهن و ذرات آواری سیلت و رس باشد. حمل آهن کلوئیدی به‌وسیله‌ی ذرات آواری سیلت و رس از مناطق عمیق به سمت مناطق کم-عمق و رسوب این ذرات کلوئیدی در سواحل نیز می‌تواند علت وجود بلورهای مسکوویت را در کنار ذرات آهن توضیح دهد. ذرات آواری و یا ذرات کلوئیدی سیلت و رس طی سنگ‌زایی و دگرگونی‌های بعدی، به بلورهای موسکوویت تبدیل شده‌اند (شکل ۵ ج).

شیمی کانسنگ هماتیتی

کانی‌های مگنتیت و هماتیت مواد معدنی رایج در طیف گسترده‌ای از انواع کانسارها هستند [۱۰]. شیمی کانی‌های اکسیدآهن تابع تغییرات شیمیایی محیط تشکیل این کانی‌ها و محلول‌های کانه‌دار است [۱۱-۱۵]. دامنه‌ی تغییرات در شرایط فیزیکوشیمیایی محیط‌های کانساری در طول شکل‌گیری یک کانسار، احتمالاً شیمی اکسیدهای آهن را نیز کنترل می‌کند به طوری که کانی‌های اکسیدآهن در کانسارهای مختلف ترکیب شیمیایی متفاوتی نیز دارند، در نتیجه این سرشتی‌های شیمیایی اکسید آهن می‌تواند برای تعیین نوع و خاستگاه کانسار به کار رود [۱۶-۱۸]. بررسی شیمی اکسیدهای اصلی آهن از جمله بررسی‌های دقیقی است که در کانسارهای مهم دنیا به منظور تعیین خاستگاه انواع کانسارهای آهن (کایرونا، اسکارنی، IOCG و BIF) انجام می‌گیرد [۱۹-۲۰] به عنوان مثال میزان پایین عناصر وانادیوم وتیتانیوم در کانسارهای اسکارن و BIF نسبت به کانسارهای ماگمایی نشان دهنده‌ی تغییرات در شیمی محلول‌های کانه‌ساز است [۲۱]. تعدادی از عوامل موثر و حاکم بر تغییرات شیمی اکسیدهای آهن در محلول‌های کانه‌دار شامل دما، ترکیب شیمیایی محلول‌ها، گریزندگی اکسیژن و گوگرد، فعالیت سیلیکات‌ها و سولفیدها و شعاع یونی عناصر هستند [۲۲]. تغییرات جزئی غلظت عناصر کمیاب در یک دانه‌ی مگنتیت در نمونه‌های مختلف، و نیز در دانه‌های مختلف یک نمونه وجود دارد که احتمالاً نشان دهنده-ی نایکنواختی محلوله‌های کانه‌دار است [۲۳]. بررسی عناصر جزئی به روش تجزیه‌ی نقطه‌ای و ریز پردازنده‌ی الکترونی، می‌تواند در تعیین شیمی اکسیدهای آهن مورد استفاده قرار گیرد [۲۴]. تغییرات عناصر منیزیوم، وانادیوم، کبالت و منگنز در اکسیدهای آهن، ارتباط مستقیمی با دمای محلول‌های کانه-دار دارد و در دماهای بالا تغییرات این عناصر بیشتر می‌شود [۲۵]. میزان عناصر وانادیوم، تیتانیوم و آلومینیوم در اکسیدهای آهن موجود در کانسارهای ماگمایی و گرمابی، بسیار بیشتر از کانسارهای آهن نواری است [۲۶]. گرمابی‌هایی با ترکیبات متفاوت، سرشت شیمیایی اکسیدهای آهن را کنترل می‌کنند در نتیجه عناصر شرکت کننده در ساختار اکسیدهای آهن می‌توانند متفاوت باشند این نتایج جدید از خاستگاه آهن را در کانسارهای آهن نواری، وابسته به فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی نشان می‌دهد [۲۷]. در گدازه‌های سولفیدی و در آغاز تبلور، غلظت عناصر لیتوفیل در اکسیدهای آهن بیشتر است و با کاهش دما در مراحل آخر تبلور به تدریج غلظت این عناصر کاهش یابد، ولی در گدازه‌های سیلیکاتی و در انتهای تبلور، غلظت عناصر ناسازگار مانند تیتانیوم افزایش می‌یابد [۲۸]. دوپویس و بیودوین [۱۰] بر پایه‌ی بررسی‌های ریزپردازنده‌ی الکترونی روی کانی‌های هماتیت و مگنتیت، انواع ذخایر آهن را در نمودارهای مختلف از یکدیگر تفکیک کرده‌اند. با توجه به اینکه کانه اصلی کانسار آهن ده‌زمان را هماتیت اولیه تشکیل داده است، می‌توان با تجزیه هماتیت و به‌دست آوردن شیمی این کانی با ریزپردازنده‌ی الکترونی و استفاده از نمودارهای تعیین کننده‌ی، نوع کانسار و محیط تشکیل کانسنگ را مشخص کرد. بر اساس بررسی‌های [۱۰] می‌توان از نمودار Ti + V در مقابل Al + Ca + Mn برای جدایش کانسارهای کایرونا، اسکارنی، IOCG و BIF استفاده کرد. در این پژوهش کانسارهای آهن نواری (BIF) با سرشتی مقادیر کم عناصر Ti، V، Al، Ca و Mn کمتر از ۰/۱ درصد وزنی، از کانسارهای دیگر آهن ماگمایی متمایز می‌شوند [۱۰]. بررسی-های ریزپردازنده‌ی الکترونی روی کانه اصلی (هماتیت) کانسار آهن ده‌زمان از بخش‌های مختلف نوار کانه‌زایی اصلی و نیز برخوردگاه‌های این نوار با سنگ درون‌گیر و از نازک‌لایه‌های هماتیتی صورت گرفت. نتایج این بررسی‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند. دامنه‌ی مقدار عناصر، تیتان بین ۰ تا ۰/۰۴ درصد، وانادیوم بین ۰ تا ۰/۰۴ درصد، کلسیم بین ۰ تا ۰/۰۲ درصد، آلومینیوم بین ۰ تا ۰/۱ درصد و منگنز بین ۰ تا ۰/۰۲ درصد است (جدول ۱). همچنین مقادیر Ti+V بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ درصد و Al + Ca + Mn بین ۰/۰۲ تا ۰/۱۱ درصد برای نمونه‌های کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان است که در نمودار Ti + V نسبت به Al + Ca + Mn [۱۰]، مقادیر عناصر ریزپردازش شده در این نمونه‌ها، در گستره مشخص شده برای کانسارهای آهن نواری قرار گرفت (شکل ۶).

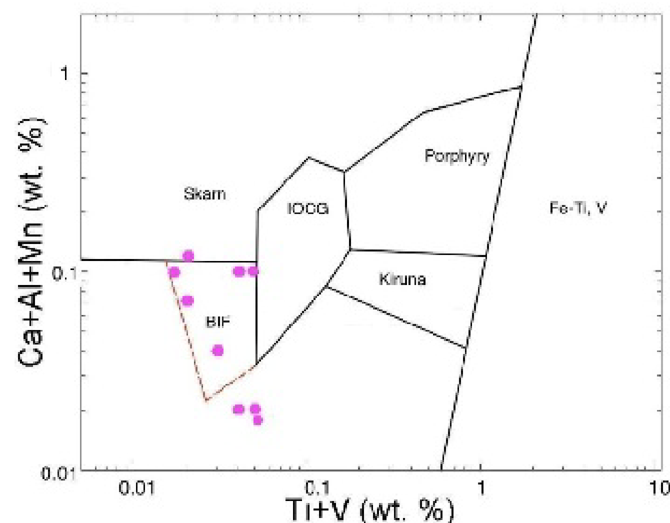
[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

جدول۱ نتایج بررسی ریزپردازشی الکترونی روی کانی هماتیت، در نمونه‌های نوار کانه‌زای اصلی کانسار آهن ده‌زمان و میانگین بررسی ریزپردازشی کانی هماتیت، از برخی کانسارهای آهن نواری [۱۰] (عناصر برحسب درصد وزنی).

عناصر	۷۷٫۱	۷۷٫۲	۷۲٫۱	۷۲٫۲	۳۵٫۱	۳۵٫۲	۸۸٫۱	۸۸٫۲	۷۶٫۱	۷۶٫۲	۳۳٫۱	۳۳٫۲	AV.DZ	BIF
Si	۰٫۰۳۲	۰٫۴۱	٫۰۱۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲۳	۰٫۱۲	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۵	۰٫۱۳
Al	۰	۰	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۱	۰٫۱۱	۰٫۱	۰	۰	۰٫۱۱	۰٫۰۷۹	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳
Mn	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۸
Mg	٫۰۴۸	۰٫۸۳	۰٫۰۳۶	۰٫۰۵۴	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰	۰٫۰۰۶	۰٫۱۳	۰٫۰۸۴	۰	۰	۰٫۱۱۶	۰٫۰۱۳
Ti	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۳۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱	۰٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۷۴	۰٫۰۱۴
V	۰	۰	۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۹	۰	۰٫۰۴۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۵
Cr	۰	۰٫۰۰۷	۰	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳۱	۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۲۱
Cu	۰	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۱
Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۹
Ca	۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۷	۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵۷	۰	۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹
K	۰٫۰۰۸	۰	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۵۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۳۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۳

جدول۲ نتایج آنالیز ریزپردازشی الکترونی اکسیدهای عناصر اصلی روی کانی هماتیت، در نمونه‌های نوار کانه‌زایی اصلی کانسار آهن ده‌زمان و میانگین اکسیدهای اصلی برخی از کانسارهای BIF [۱۰] (اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی).

Major element Wt%	۸۸	۳۵	۷۷	۷۲	۷۶	BIF [۹]
SiO_2	۰	۰٫۰۵	۰٫۸	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۲۷
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۴	۰٫۰۱۴
Al_2O_3	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۵
Fe_2O_3	۱۰۰٫۶۳	۱۰۰٫۵۳	۹۸٫۷۴	۹۹٫۹۲	۹۹٫۴۳	۸۶
MnO	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۱۲
MgO	۰	۰٫۱۹	۰	۰٫۰۹	۰٫۲۲	۰٫۰۱۶
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱
Na_2O	۰	۰	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۰۱
K_2O	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۰۳
Total	۱۰۰٫۹۵	۱۰۱٫۱۸	۹۹٫۰۲	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰٫۳۳	-



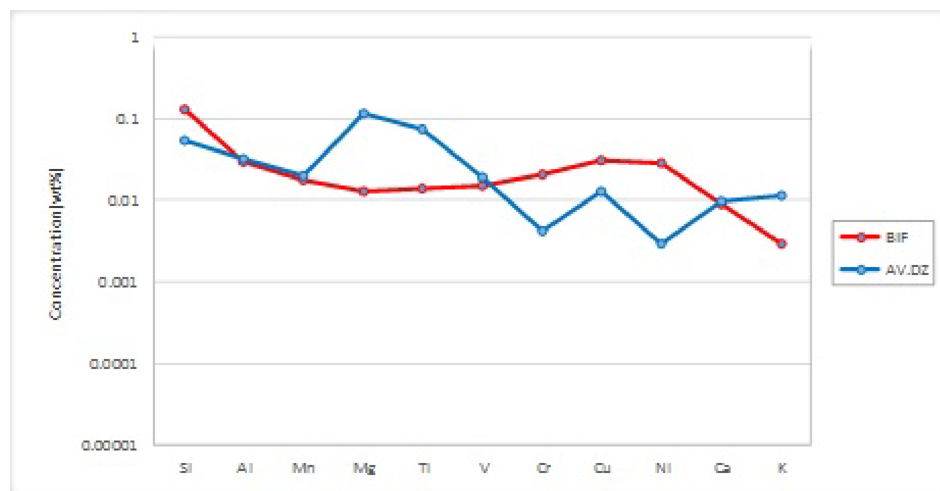
شکل۶ نمودار Ti+V نسبت به Ca+Al+Mn برای جدایش انواع کانسارهای آهن بر اساس بررسی ریزپردازشی الکترونی [۱۰] و قرارگیری نمونه‌های کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان در گستره‌ی کانسارهای آهن نواری (BIF).

سرشتی این کانسارها میزان پایین Ti تا ۰/۰۱ درصد وزنی نسبت به کانسارهای دیگر کایرونا، اسکارنی و IOCG است [۱۰]. نقاط ۷۲ و ۷۷ کمی با فاصله و در زیر گستره‌ی کانسارهای آهن نواری جای گرفته‌اند که این می‌تواند به دلیل تفاوت‌های اندک ژئوشیمیایی در انواع متفاوت کانسارهای آهن نواری (آلگوما، سوپریور، راپیتان) باشد. در نمودارهای عنکبوتی، عناصر جزئی K، Ca، Ni، Cu، Cr، V، Ti، Mg، Mn، Al، Si ویژگی‌های شیمیایی اکسیدهای آهن را در انواع کانسارها و نیز کانسارهای آهن نواری نشان می‌دهد [۱۰]. به همین دلیل میانگین این عناصر در کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان با میانگین مقادیر کانسارهای دیگر آهن نواری روی نمودار عنکبوتی مقایسه شده است (شکل ۷). مقادیر این عناصر برای منحنی کانسارهای آهن نواری (BIF) از میانگین ترکیب شیمیایی اکسیدهای آهن در انواع کانسارهای آهن نواری استفاده شده در پژوهش‌های [۱۰] به دست آمده‌اند. همخوانی عناصرV ، Mn، Al و Ca روی این منحنی قابل توجه است. میزان کم عناصر Mg، Mn، Al و Ti یکی از ویژگی‌های کانسارهای آهن نواری است [۳]. در این نمودار عناصر Mg و Ti منحنی کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان تا میزان ۰/۱ درصد وزنی و K تا ۰/۰۱ درصد وزنی نسبت به منحنی BIF (۰/۰۱ درصد وزنی) غنی‌شدگی، و در عناصر Cr، Cu، Ni از ۰/۰۴ تا ۰/۰۱ درصد وزنی تهی‌شدگی نشان می‌دهد. این تغییرات می‌توانند به علت نوسان‌های شیمیایی آب اقیانوس‌ها و تغییر شرایط رسوب‌گذاری در زمان نئوپروتروزوئیک ایران و یا تفاوت در شیمی محلول‌های کانه‌دار باشد. قطعاً برخی از این تغییرات شیمیایی نیز، به رخدادهای دگرگونی پس از کانه‌زایی مربوط می‌شود. تهی‌شدگی ناچیز Si نیز رسوب آهن را در مناطق کم‌عمق و با فاصله از خاستگاه محلول‌های کانه‌دار قوت می‌بخشد. سیلیس به صورت ذرات آواری (کوارتز) با خاستگاه خارج از حوضه، در اعماق کم حضور دارد. همچنین در Eh اکسیدان و pH نزدیک به خنثی در مناطق کم عمق ساحلی، وجود سیلیکا به صورت محلول و یا ژل‌های سیلیسی مورد انتظار نیست، و محلول‌های کانه‌دار غنی از سیلیس در اعماق بیشتر؛ جایی که شرایط Eh و pH مناسب‌تر است، سیلیس به صورت چرت و یا ژاسپر دیده می‌شود. در نتیجه، در مناطق کم عمق و ساحلی میزان سیلیس در محلول‌های کانه‌دار غنی از آهن، پایین است. این فرایند برای کانسارهای آهن نواری نوع آلگوما متفاوت است. در این کانسارها، بسته به شرایط متفاوت دریاهای آرکئن، محلول‌های کانه‌دار در اعماق مختلف ته‌نشین شده‌اند که ممکن است همین ته‌نشینی سبب تشکیل تناوب لایه‌های چرت و ژاسپر همراه، با نوارهای مگنتیت و هماتیت در این کانسارها باشد. در نمودار عنکبوتی اکسیدهای اصلی، کانسارهای آهن نواری، رسوب‌های شیمیایی غیر معمولی هستند که میزان Fe (۲۰ تا ۴۰ درصد وزنی) و SiO_2 (۳۴ تا ۵۶ درصد وزنی) در آن‌ها نسبت به اکسیدها و رسوب‌های شیمیایی دیگر بسیار بالاتر است [۳]. این تفاوت در میزان اکسیدهای اصلی در بررسی ریزپردازشی الکترونی بر روی کانی‌های اکسید آهن از انواع کانسارهای آهن نواری نیز در گستره Fe (۸۶ تا ۹۹ درصد وزنی) و SiO_2 (۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد وزنی) صدق می‌کند. مقادیر اکسیدهای اصلی در کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان با کانسارهای آهن نواری (BIF) مقایسه شد (شکل ۸). شباهت‌ها در میزان Fe_2O_3، SiO_2 و TiO_2 و اکسیدهای اصلی دیگر در منحنی کانسارهای آهن نواری (BIF) و منحنی‌های نمونه‌های کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی در اکسیدهای K_2O، MgO، MnO، TiO_2، Al_2O_3 از سرشتی‌های ژئوشیمیایی کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان است [۲۹]. کانسارهای نوع آلگوما و سوپریور که در بازه‌ی زمانی آرکئن و پالئوپروتروزوئیک تشکیل شده‌اند، تهی‌شدگی کمتری نسبت به کانسارهای آهن رسوبی نوع راپیتان و BIFهای نئوپروتروزوئیک نقاط دیگر جهان که در بازه‌ی زمانی نئوپروتروزوئیک (۷۳۰ تا ۸۰۰ میلیون سال) تشکیل شده‌اند، نشان می‌دهند [۳].

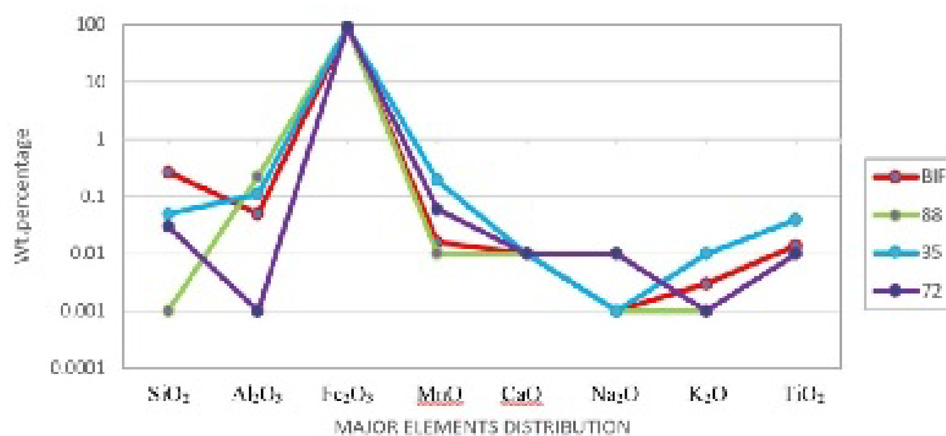
بحث و برداشت

در جدول ۳ برخی از سرشتی‌های زمین‌شناسی کانسارهای آهن نواری با ویژگی‌های کانسار آهن ده‌زمان مقایسه شده است. همراهی سنگ‌های آواری و یخچالی (دیامکتایت‌ها و میکستایت‌ها) که در محیط‌های دریایی و پلاتفرم‌های کم عمق تشکیل شده‌اند یکی از سرشتی‌های آشکار کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان است. کانه‌زایی در کانسار ده‌زمان نیز در واقع متشکل از یک لایه ضخیم هماتیتی و تناوبی از نازک لایه‌های هماتیتی با میان لایه‌های شیستی است که در انتهای واحد موسکوویت شیست‌های تیره قرار گرفته‌اند. موسکوویت شیست-ها و میکا شیست‌ها در این واحد بیشتر از ذرات کوارتز، فلدسپار پتاسیم، موسکوویت، بیوتیت، و ذرات هماتیت تشکیل شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]



شکل ۷ نمودار عنکبوتی عناصر جزئی اکسیدهای آهن در کانسارهای آهن نواری (BIF) [۱۰] و مقایسه‌ی آن با منحنی کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان.



شکل ۸ نمودار عنکبوتی اکسیدهای اصلی برای کانی‌های اکسیدی آهن در کانسارهای آهن نواری (BIF) [۱۰] و مقایسه آن با نمونه‌های کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان.

از این رو پروتولیت اولیه‌ی این واحد را می‌توان به سنگ‌های رسوبی- آواری مانند ماسه‌سنگ‌های آهن‌دار و رس‌دار، شیل‌های ماسه‌ای آهن‌دار و لیتیک‌آرنایت کدر وابسته دانست. وجود آثار لایه‌بندی و ساختارهای رسوبی مانند ریپل‌مارک‌ها در این واحد نیز تاییدی است بر رسوبی بودن پروتولیت اولیه‌ی این سنگ‌ها و نیز تشکیل آن‌ها را در محیطی نزدیک به ساحل و تحت تاثیر امواج نشان می‌دهد. کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان در بازه‌ی زمانی نئوپروتروزوئیک (۸۰۰ تا ۵۰۰ میلیون سال) و پس از یک وقفه نسبتاً زیاد در شکل‌گیری کانسارهای آهن نواری، پس از انواع سوپریور تشکیل شده‌اند. کانسار آهن ده‌زمان نیز با توجه به موقعیت چینه‌ای و هم ارز بودن واحدهای سنگی درونگیر با سنگ‌های نئوپروتروزوئیک ایران، دارای سن نسبی در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک است (جدول ۳). تنها رخساره‌ی موجود در کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان بر خلاف انواع آلگوما و سوپریور که از رخساره‌های مختلف تشکیل شده‌اند، رخساره‌ی اکسیدی است و حضور کانی هماتیت به‌صورت گسترده، حاکی از تشکیل این کانسارها در محیطی شدیداً اکسیدی است (جدول ۳).

جدول۳ مقایسه‌ی مشخصات کانسارهای آهن نواری و ویژگی‌های کانسار آهن ده‌زمان.

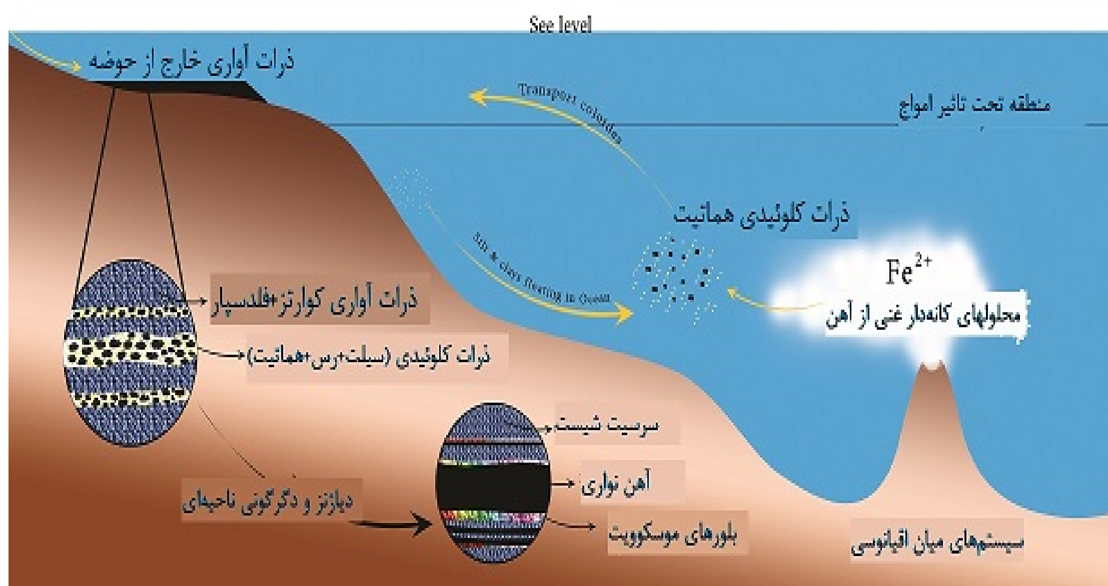
	نوع آلگوما	نوع سوپریور	نوع راپیتان	مشخصات کانسار ده‌زمان
محیط تشکیل	مناطق گسترش، حاشیه‌ی فعال قاره[۲]	بخش پایدارفلات قاره ای [۲]	تحتگاه‌ها و حاشیه‌های غیرفعال [۳۱]	تحتگاه و سواحل پرکامبرین ایران مرکزی
سنگ میزبان	مجموعه‌ی سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های رسوبی مناطق عمیق [۱-۲]	شیل، سنگ‌های کربناته، کوارتزیت [۲]	سنگ‌های رسوبی یخچالی (دیامکتیت)، شیل، [۳۱] ماسه‌سنگ، کنگلومرا	سنگ‌های رسوبی‌آواری دگرگون شده
سن	آرکئن [۲]	پالئوپروتروزوئیک (۲/۵ تا ۱/۸ میلیارد سال) [۲]	نئوپروتروزوئیک (۷۵۰ تا ۵۰۰ میلیون سال)[۳۱]	نئوپروتروزوئیک
رخساره ها	اکسیدی-کربناتی- سولفیدی- چرت [۱]	اکسیدی-کربناتی-چرت [۱]	اکسید آهن هماتیتی- چرت [۳۱-۳۲]	اکسید آهن هماتیتی
منشا آهن	آتشفشانی متصاعدی [۳۰]	رسوبی شیمیایی یا بیوشیمیایی [۳۰]	سیالات گرمابی مرتبط با ریفت‌های میان اقیانوسی [۳۲-۳۳]	احتمالا سیالات کانه‌دار مرتبط با فعالیت آتشفشان‌های زیر دریایی

در کانسار آهن ده‌زمان نیز حضور یکپارچه‌ی کانسنگ هماتیتی حتی در عمق، تاییدی بر وجود رخساره‌ی اکسیدی و تشکیل کانسار در محیطی اکسایشی است. وجود مرز پیوسته و هم‌شیب میان نوار کانه‌زای اصلی و واحد موسکوویت شیست، عدسی‌ها و لایه‌هایی از سنگ‌های شیستی درون نوار کانه‌زای اصلی، و نیز ادامه‌دار بودن و تناوب نازک لایه‌های هماتیت درون واحد موسکوویت شیست می‌تواند از نشانه‌ها و شواهد صحرایی رسوب برون زاد و همزاد آهن به همراه ذرات آواری در محیط دریایی پر انرژی و کم عمق باشد.

در بررسی‌های ژئوشیمیایی و در تعیین نوع کانسارهای مختلف آهن، از نمودار Ti + V در مقابل Ca + Al + Mn که توسط [۱۰] ارائه شد نیز، نتایج آنالیز ریزپردازنده‌ی الکترونی روی نمونه‌های هماتیتی برداشت شده از نوار کانه‌زایی اصلی کانسار آهن ده‌زمان، در گستره‌ی کانسارهای آهن نواری واقع شد. همچنین در بررسی نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی و اکسیدهای اصلی، که بیان کننده شرایط تشکیل و سرشتی‌های ژئوشیمیایی کانسارهاست، مقایسه‌ی منحنی نتایج آنالیز ریزپردازنده‌ی الکترونی روی کانسنگ هماتیتی کانسار آهن ده‌زمان با منحنی کانسارهای دیگر آهن نواری انجام شد. در این بررسی‌ها، روند عمومی منحنی کانسار آهن ده‌زمان با منحنی کانسارهای آهن نواری (BIF) همخوانی و هماهنگی معناداری نشان داد که مبنی بر وجود شرایط فیزیکوشیمیایی مشابه در تشکیل کانسار آهن ده‌زمان با کانسارهای دیگر آهن نواری است. در این نمودارها عناصر K،Mg و Ti نسبت به منحنی BIF غنی‌شدگی نشان می‌دهند که ممکن است به علت تغییر در شرایط رسوب‌گذاری کانسار آهن ده‌زمان و یا اختلاف در شیمی محلول‌های کانه‌دار باشد. برخی از این تغییرات شیمیایی نیز، به رخدادهای دگرگونی پس از کانه‌زایی وابسته می‌شود. شواهد ژئوشیمیایی و بررسی عناصر خاکی نادر در کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان، خاستگاه آهن را گرماب‌های وابسته به ریفت‌های میان اقیانوسی نشان داده است [۳]. در کانسار آهن ده‌زمان نیز شواهدی همچون تکرار و تناوب نازک لایه‌های هماتیتی درون واحد موسکوویت شیست می‌تواند حاکی از فعالیت‌های دوره‌ای مراکز تزریق محلول‌های کانه‌دار مانند بلک اسموکرها درون آب دریا باشد. همچنین، نوار کانه‌زایی اصلی با تغییرات کم عیار و ضخامت زیاد، فعالیت گسترده و خروج حجم عظیمی از محلول‌های کانه‌دار را نشان می‌دهد که می‌تواند تاییدی بر خاستگاه درون حوضه‌ای آهن و ناشی از

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

محلول‌های کانه‌دار گرماب‌های خروجی بر اثر فعالیت‌های آتشفشان‌های زیردریایی باشد. نبود دگرسانی در نوار کانه‌زایی و واحدهای سنگی اطراف، و نیز تغییرات کم عیار (حدود ۰.۵٪-۳٪) در تمام طول و ضخامت منطقه‌ی کانی‌سازی شده را می‌توان از سرشتی‌های کانسارهای آهن نواری و رسوب آهن در محیط دریایی در نظر گرفت. تزریق محلول‌های کانه‌دار به محیط دریایی و پایین آمدن دمای این محلول‌ها در نتیجه‌ی اختلاط با آب دریا و طی مسافت زیاد، دلایل عدم وجود دگرسانی شاخص در سنگ‌های درونگیر کانسارهای آهن نواری به حساب می‌آید. در سیستم‌های آهن نواری نوع راپیتان وجود سنگ‌های بیگانه به همراه سنگ‌ها و رسوب‌های یخچالی، شاخصه تشکیل این کانسارها در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی است [۳۴]. وجود قطعه سنگ‌های بیگانه در بخش‌هایی از نوار کانه‌زای اصلی کانسار آهن ده‌زمان را نیز می‌توان با سنگ‌های بیگانه در رسوب‌های یخچالی و فرآیندهای حمل این قطعات به وسیله بلوک‌های یخ شناور مقایسه کرد. رها شدن این سنگ‌های بلوک‌های یخی شناور در سطح دریا به درون نوار کانه‌زایی در زمان شکل‌گیری، نشان می‌دهد کانه‌زایی، بین دو دوره یخبندان و در زمانی که اقیانوس‌ها در حال گرم شدن بودند، تشکیل شده است. چرخه‌های گرمایی درون گوشته نیز ممکن است با فعال کردن سیستم‌های میان اقیانوسی و تزریق آبگون-های کانه‌دار درون اقیانوس‌ها، باعث گرم شدن اقیانوس‌ها و ذوب یخ‌ها شده باشد. در بررسی‌های میکروسکوپی همراهی نازک لایه‌های هماتیتی با بلورهای کشیده‌ی مسکوویت، بافت ماسه‌سنگی و سیمان‌دار کانسنگ نوار کانه‌زایی اصلی و نیز افزایش ذرات کوارتز و فلدسپار (ذرات آواری) در نوار کانه‌زایی به سمت موسکوویت شیست‌ها می‌تواند دلایلی بر رسوب همزمان آهن به همراه ذرات سیلت و رس آواری باشد. وجود موسکوویت‌ها در کنار دانه‌های هماتیت می‌تواند شاهدی بر فرآیندهای حمل ذرات آهن به صورت کلوئیدی به وسیله‌ی ذرات آواری و معلق سیلت و رس از نواحی عمیق به سمت نواحی کم عمق باشد که انباشت آن‌ها تحت تاثیر امواج در محیط‌های نزدیک به ساحل صورت می‌پذیرد. ذرات سیلت و رس در مراحل دگرگونی دفنی، دینامیکی (کاتاکلاستیک) و ناحیه‌ای که پس از کانه‌زایی، منطقه را تحت تاثیر قرار داده است به بلورهای کشیده و جهت یافته موسکوویت که همراه دانه‌ها و لایه‌های هماتیت دیده می‌شوند، تبدیل شده‌اند (شکل ۹). تهی شدگی از Si در نتایج بررسی‌های ریزپردازشی الکترونی نمونه‌های کانسار آهن ده‌زمان با شواهد صحرایی آثار ناچیز لایه‌های چرتی در این کانسار، همخوانی دارد و به‌نظر می‌رسد که محلول‌های کانه‌دار غنی از سیلیس و وابسته به سیستم‌های آتشفشان‌های میان اقیانوسی، در محیط دریایی، به علت تغییرات Eh و pH اعماق مختلف، تفکیک شده‌اند.



شکل۹ ارائه‌ی مدل کانسار آهن ده‌زمان و حمل کلوئیدی آهن به‌وسیله‌ی ذرات سیلت و رس آواری.

ژل‌های سیلیسی در ژرفای بیشتر با Eh و pH مناسب از محلول‌های کانه‌دار جدا شده و به صورت چرت رسوب کرده‌اند. به این دلیل لایه‌های چرتی در محل کانسار که نوار کانه‌زای همراه با سنگ‌های دگرگون شده‌ی رسوبی مناطق کم‌عمق (واحد موسکوویت شیست‌های تیره آهن دار)، رخنمون دارد، به صورت شاخص دیده نمی‌شوند. محلول‌های غنی از آهن پس از جدایش سیلیس و با فاصله از خاستگاه در مناطق نزدیک به ساحل و محیطی شدیداً اکسیدان، همراه با ذرات آواری خارج از حوضه ته نشین شده‌اند. همچنین حمل کلوئیدی ذرات آهن به گستره‌ی کشندی دریا و تحت تاثیر امواج، می‌تواند موجب جدایش محلول‌های آهن‌دار از ژل‌های سیلیسی شده باشد. در نتیجه محلول‌های سیلیسی در نواحی عمیق‌تر و ساکن‌تر رسوب کرده و انباشت آهن با فاصله و در محیط‌های پر انرژی‌تر صورت گرفته است. حذف و عدم وجود لایه‌های چرتی در کانسار آهن ده‌زمان که یکی از سرشتی‌های کانسارهای دیگر آهن نواری جهان است نیز می‌تواند به دلیل چنین پدیده‌ای باشد.

قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳/۳۱۸۴۴ مورخ ۹۳/۶/۱ انجام شده است. نویسندگان از حمایت‌های سازمان ایمیدرو و مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران به دلیل انجام آنالیزهای ریزپردازنده الکترونی تشکر می‌کنند.

مراجع

[۱] شهاب‌پور ج.، *"زمین‌شناسی اقتصادی"*، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۹۰) ۵۴۷ص.

[۲] کریم‌پور م.ح.، و سعادت س.، *"زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"*، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۱) ۵۳۵ص.

[3] Klein C., *"Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age. geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin"*, American Mineralogist 90 (2005) 1473-1499.

[4] Halverson G.P., Poitrasson F., Hoffman P.F., Nédélec A., Montel J.M., Kirby J., *"Fe isotope and trace element geochemistry of the Neoproterozoic syn-glacial Rapitan iron formation"*, Earth and Planetary Science Letters 309 (2011) 100–112.

[۵] آقانباتی س.ع.، *"زمین شناسی ایران"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور(۱۳۸۳) ۵۸۳ص.

[۶] سهندی م.ر.، قاسمی م.ر.، و اختیارآبادی م.، *"نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۲) .

[7] Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., Theye T., *"Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block)"*, Asian Earth Sciencesr 102 (2015) 24-44.

[8] Momenzadeh M., Wauschkuhn A., *"The Allahabad Fe Deposit, an Example of Fe, Pb, and Turquoise Occurences in the Zeber kuh Sarhangi mountains, SW Kashmar, NE Iran"*, N.Jb. Geol. Palaont. Abh. 168(2/3) (1984) 490-496.

[9] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations fornames of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[10] Dupuis C., Beaudoin G., *"Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types"*, Mineralium Deposita 46 (2011) 319-335.

[11] Hutton C.O., *"Studies of heavy detrital minerals"*, Geological Society of America Bulletin 61(1950) 635-713.

[12] Buddington A.F, Lindsley D.H., *"Iron–titanium oxide minerals and synthetic equivalents"*, Journal of Petrology 5 (1964) 310–357.

[13] Scheka S.A., Platkov A.V., Vezhosek A.A., Levashov G.B., Oktyabrsky R.A., *"The trace element paragenesis of magnetite"*, Nauka, Moscow (1980) 147.

[14] Razjigaeva N.G., Naumova V.V., *"Trace element composition of detrital magnetite from coastal sediments of Northwestern Japan Sea for*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

provenance study", Journal of Sedimentary Petrology 62 (1992) 802–809.

[15] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to rock- forming minerals*", 2nd edn. Longman, Harlow, Wiley, New York (1992).

[16] Carew M.J., *"Controls on Cu-Au mineralisation and Fe oxide metasomatism in the Eastern Fold Belt, N.W. Queensland, Australia*", Unpublished Ph.D. thesis, James Cook University (2004).

[17] Gosselin P., Beaudoin G., Jébrak M., *"Application of the geochemical signature of iron oxides to mineral exploration*", GAC-MAC Annual Meeting Prog Abs 31,CD-ROM(2006).

[18] Beaudoin G., Dupuis C., Gosselin P., Jébrak M., *"Mineral chemistry of iron oxides: application to mineral exploration",* In: Andrew CJ, Ninth Biennial SGA meeting. SGA, Dublin, (2007) 497-500.

[19] Huang X.W., Zhou M.-F., Qiu Y.-Z., Qi L., *"In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, North China*", Ore Geology Review 65 (2015) 884–899.

[20] Steadman J.A., Largea R.R., Davidson G.J., Bull S.W., Thompson J., Ireland T.R., Holden P., *"Paragenesis and composition of ore minerals in the Randalls BIF-hosted gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for the timing of deposit formation and constraints on gold sources*", Elsevier, Precambrian Research 243 (2014) 110–132.

[21] Huang X.W., Zhou M.-F., Qi L., Gao J.-F., Wang Y.-W., *"Re–Os isotopic ages of pyrite and chemical composition of magnetite from the Cihai magmatic–hydrothermal Fe deposit, NW China*", Mineralium Deposita 48 (2013) 925–946.

[22] Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe J., *"The Chemistry of hydrothermal magnetite: A review*", Ore Geology Reviews 61 (2014) 1-32.

[23] Huang X.W., Qi L., Yumiao M., *"Trace Element Geochemistry of magnetite from the Fe (-Cu) Deposits in the Hami Region, Eastern Tianshan Orogenic Belt, NW china*", Acta Geologica sinica 88 (2014) 176-195.

[24] Beaudoin G., Dupuis C., *"Iron-oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. In: Corriveau L, Mumin AH (eds) Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global Analogues*", GAC Short Course Notes, (2009) 107–121.

[25] Nadoll P., Mauk J.L., Hayes T.S., Koenig A.E., Box S.E., *"Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States*", Economic Geology 107 (2012) 1275–1292.

[26] Chen W.T., Zhou M.-F., Li X., Gao J.-F., Hou K., *"In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: the Khetri copper belt in Rajasthan province, NW India*", Ore Geology Review 65 (2015) 929-939.

[27] Chung D., Zhou M.-F., Gao J.-F., Chen W.T., *"In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: the late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada*", Ore Geology Review 65 (2015) 917–928.

[28] Dare S.A.S., Barnes S.J., Beaudoin G., *"Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination*", Geochimica et cosmochimica Acta 88 (2012) 27-50.

[29] Klein C., Beukes N.J., *"Sedimentalogy and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron Formation in Canada*", Economic Geology 88 (1993) 542-565.

[30] Bayley R.W., James H.L., "*Precambrian iron-formations of the United States*", Economic Geology 68 (1973) 934–959.

[31] James H.L., *"Precambrian Iron-formation: Nature, Origin, and Mineralogic Evolution from Sedimentary to Metamorphism*", In: Wolf, K.H., Chiligarian, C.V. (Eds.), Developments in Sedimentology 47 (1992) 543–589.

[32] Yeo G.M., *"Iron-formation in the late Proterozoic Rapitan Group, Yukon and North-west Territories",* In: Morin, J.A. (Ed.), Mineral

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.5.3]

[34] Baldwin G.J., Turner E.C., Kamber B.S., *"A new depositional model for glaciogenic Neoproterozoic iron formation: insights from the chemostratigraphy and basin configuration of the Rapitan iron formation*", Earth Sciences 49 (2012) 455-476.

Deposits of the Northern Cordillera, Canadian Institute of Mining Metallurgy 37 (1986) 142–158.

[33] Klein C., Beukes N.J., *"Proterozoic Iron-formations*", In: Condie, K.C. (Ed.), Development in Precambrian Geology: Proterozoic crustal, evolution 10 (1993) 383–418.